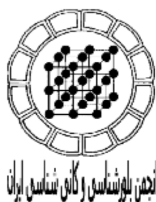
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و هشتم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۹، از صفحهٔ ۲۸۵ تا ۲۹۶



کانی‌شناسی و زمین‌شیمی عناصر خاکی نادر پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه اسبخوان در شمال غرب هریس، شمال غرب ایران

عادل افخمی نهند[۱]، علی عابدینی*[۱]، صمد علیپور[۱]، لیلا ذاکری[۲]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

۲- گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

(دریافت مقاله: ۹۸/۳/۸، نسخه نهایی: ۹۸/۶/۶)

چکیده: نفوذ توده‌های آذرین گرانودیوریتی و کوارتز دیوریتی به سن الیگوسن به درون سنگ‌های آندزیتی ائوسن در منطقه اسبخوان هریس (استان آذربایجان‌شرقی، شمال غرب ایران) باعث رخداد سامانه دگرسانی گسترده‌ای شده است. بخش قابل توجهی از این سامانه را پهنه دگرسانی آرژیلیک تشکیل می‌دهد. بر اساس بررسی‌های کانی‌شناسی، کائولینیت، کوارتز، اسمکتیت، آلونیت، مسکوویت-ایلیت، هماتیت، پیروفیلیت، روتیل، کلریت، استیلبیت و کلسیت فازهای کانیایی غالب در این پهنه دگرسانی هستند. الگوی توزیع عناصر خاکی نادر (REE) بهنجار شده به کندریت نشانگر جدایش و غنی‌شدگی قوی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) همراه با رخداد بی‌هنجاری‌های منفی Eu طی آرژیلیتی‌شدن هستند. ترکیب نتایج بررسی‌های کانی‌شناسی، محاسبات تغییرات جرم لانتانیدها و بررسی پارامترهای مختلف زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که توزیع و تحرک عناصر خاکی نادر طی گسترش پهنه دگرسانی آرژیلیک وابسته به عواملی چون pH، دما، درجه پایداری لیگاندهای کمپلکس‌ساز، جذب سطحی و روبش توسط اکسیدهای آهن است. ضرایب همبستگی بین عناصر نشان می‌دهند که کانی‌های رسی به همراه هماتیت، روتیل و فسفات‌های ثانویه میزبان لانتانیدها در این پهنه دگرسانی هستند. شواهد صحرایی (حضور پوش‌سنگ‌های سیلیسی روی پهنه دگرسانی آرژیلیک به همراه برشی‌شدن موضعی)، انباشته‌های کانیایی (آلونیت و پیروفیلیت) و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی (جدایش و غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها) نشان می‌دهند که فرآیندهای درونزاد نسبت به فرآیندهای برونزاد نقش بسیار مهم و برجسته‌ای در گسترش و تکامل پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه اسبخوان ایفا نموده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *کانی‌شناسی؛ زمین‌شیمی؛ دگرسانی آرژیلیک؛ توزیع عناصر خاکی نادر؛ اسبخوان؛ هریس.*

مقدمه

کمربند فلززایی ارسباران در شمال غربی ایران واقع بوده و شامل مناطقی از جمله اهر، کلیبر، ورزقان، سیه‌رود، بخش‌هایی از شمال و غرب مشکین‌شهر، ارتفاع‌های ارسباران و قره‌داغ است. این کمربند از نظر زمین‌شناسی از جنوب و جنوب غرب به گسل تبریز - سلطانیه، از شرق به گسل اردبیل - میانه و از شمال شرق به فروافتادگی نزدیک گسل شرقی - غربی مغان محدود است. ادامه این کمربند فلززایی در شمال به پهنه فلززایی قفقاز کوچک منتهی می‌شود. کمربند فلززایی ارسباران دارای برونزدهای گسترده‌ای از رسوب‌های فیلیشی پالئوسن و سنگ‌های آذرین آتشفشانی و درونی ائوسن تا میوسن است. دگرسانی‌های گرمابی بسیاری در گستره وسیعی از این کمربند دیده می‌شوند که بیشتر با کانی‌سازی‌های فلزی متنوعی همراه هستند. در این کمربند، کانی‌زایی‌های از مس، مولیبدن، طلا، نقره، آهن، سرب، روی، آرسنیک، آنتیموان و جیوه به صورت ذخایر پورفیری، اسکارنی و رگه‌ای قابل پی‌جویی است [۱، ۲].

*نویسنده مسئول، تلفن: ۳۲۹۷۲۱۳۴ (۰۴۴)، نمابر: ۳۲۷۷۶۷۰۷ (۰۴۴)، پست الکترونیکی: abedini2020@yahoo.com

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.2.4]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.285]

کانی‌سازی‌های فلزی رخ داده در این کمربند نسبت به سامانه‌های دگرسانی وابسته به آنها بیشتر مورد توجه پژوهشگران بوده‌اند [۱-۵].

در فاصله حدود ۲۰ کیلومتری شمال غربی شهرستان هریس (استان آذربایجان‌شرقی، شمال‌غرب ایران)، جایگیری سنگ‌های آذرین درونی الیگوسن با ترکیب سنگ‌شناسی- گرانودیوریت- کوارتز دیوریت به درون سنگ‌های آتشفشانی و مواد آذرآواری ائوسن سبب تشکیل و گسترش یک سامانه دگرسانی گرمابی به نسبت گسترده شده است. بخش قابل ملاحظه‌ای از این سامانه دگرسانی گرمابی را پهنه دگرسانی آرژیلیک شامل می‌شود. این پهنه دربردارنده رگه‌ها و رگچه‌های متعددی از ذخایر چند فلزی چون مس، سرب، روی و باریوم است. در این پژوهش، بر پایه مشاهدات صحرایی و بررسی‌های آزمایشگاهی (سنگ‌نگاری، کانه‌نگاری، محاسبه تغییرات جرم عناصر و محاسبه ضرایب همبستگی بین عناصر)، نقش کانی‌ها و عوامل مختلف زمین‌شیمیایی در تحرک، توزیع و تمرکز عناصر خاکی نادر بررسی شده و نقش و سهم فرآیندهای درونزاد و برونزاد در گسترش سامانه گرمابی و نیز دلایل رخداد بی‌هنجاری‌های Eu و Ce طی گسترش پهنه دگرسانی آرژیلیک در منطقه اسبخوان هریس تعیین شده است.

روش بررسی

این پژوهش در دو بخش مشاهدات صحرایی و بررسی‌های آزمایشگاهی انجام شد. برای بررسی‌های صحرایی، نخست پیمایش‌هایی به منظور شناخت روند گسترش سامانه دگرسانی، ارتباط آن با سنگ‌های آذرین و سرانجام تفکیک انواع پهنه‌های دگرسانی موجود در منطقه انجام شد. بر اساس اطلاعات بدست آمده، تعداد ۸۰ نمونه از پهنه دگرسانی منطقه آرژیلیک و سنگ‌های آذرین درونی و آتشفشانی وابسته به آن و نیز بخش‌های کانه‌زایی شده از محل رخنمون‌ها برداشت گردید.

بخش آزمایشگاهی با تهیه ۴۰ مقطع نازک- صیقلی از سنگ‌های آذرین درونی و آتشفشانی و بررسی آنها با استفاده از میکروسکوپ شروع شد. برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی، تعداد ۱۴ نمونه (۱۲ نمونه از پهنه دگرسانی آرژیلیک و ۲ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی اولیه با کمترین درجه دگرسانی با ترکیب آندزیت) از بین نمونه‌های برداشت شده انتخاب شدند. برای تعیین فازهای کانیایی نامشخص در نمونه‌های مربوط به پهنه دگرسانی آرژیلیک، تعداد ۴ نمونه از بین ۱۲ نمونه انتخاب و با استفاده از پراش سنج زیمنس مدل D-5000 در شرکت کانساران بینالود تجزیه شدند. پس از بررسی‌های کانی‌شناسی، تجزیه شیمیایی هر ۱۴ نمونه انتخابی به روش‌های طیف سنجی نشری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-ES) و طیف سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) به ترتیب برای تعیین مقادیر عناصر اصلی و جزئی (شامل لانتانیدها) در آزمایشگاه ACME کشور کانادا انجام گردید. مقدار مواد فرار (LOI) نمونه‌ها بر اساس کاهش وزن یک گرم نمونه پس از گرمادهی در ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۹۰ دقیقه در آزمایشگاه یاد شده تعیین شد. نتایج به دست آمده از تجزیه‌های ICP-ES و ICP-MS به همراه مقادیر LOI نمونه‌های مربوط به پهنه دگرسانی آرژیلیک و سنگ‌های آتشفشانی اولیه با کمترین دگرسانی در جدول ۱ ارائه شده است.

زمین‌شناسی

منطقه اسبخوان به مختصات جغرافیایی ″۱۵ ′۵۷ °۴۶ تا ″۲۳ ′۵۹ °۴۶ طول شرقی و ″۱۵ ′۱۹ °۳۸ الی ″۴۸ ′۲۱ °۳۸ عرض شمالی، در ۲۵ کیلومتری شمال غرب شهر هریس در استان آذربایجان شرقی، شمال غرب ایران واقع است. این منطقه، بر اساس تقسیمات پهنه‌های زمین‌ساختی ایران [۶]، بخشی از پهنه البرز- آذربایجان محسوب می‌شود (شکل ۱). قدیمی‌ترین رخنمون تشکیلات سنگی منطقه اسبخوان مربوط به سنگ‌های آهکی ائوسن است. این سنگ‌های رسوبی شیمیایی توسط رخنمون‌های سنگی چون آندزیت، تراکی‌آندزیت، بازالت، توف و ایگنمبریت ائوسن همراهی می‌شوند. واحدهای سنگی الیگوسن در منطقه اسبخوان شامل سنگ‌های آذرین درونی با ترکیب سنگ‌شناسی گرانودیوریت و کوارتزدیوریت توسط مارن‌ها، ماسه‌سنگ‌ها و کنگلومراهای الیگومیوسن پوشیده شده‌اند (شکل ۲) [۷]. جوانترین واحدهای زمین‌شناسی منطقه را رسوب‌های آبرفتی عهد حاضر تشکیل می‌دهند.

از برجسته‌ترین سیماهای زمین‌شناسی اقتصادی منطقه اسبخوان می‌توان به نفوذ توده‌های آذرین درونی گرانودیوریتی- کوارتز دیوریتی الیگوسن به درون تشکیلات آندزیتی، تراکی- آندزیتی، بازالتی، توفی و ایگنمبریتی ائوسن و گسترش یک سامانه دگرسانی گسترده اشاره کرد. سامانه دگرسانی یاد شده از پهنه‌های دگرسانی آرژیلیک، فیلیک، پروپیلیتیک و سیلیسی تشکیل شده است. از بین پهنه‌های یاد شده، پهنه دگرسانی آرژیلیک از گسترش قابل ملاحظه‌ای برخوردار بوده و به طور عمده از دگرسانی سنگ‌های آندزیتی و به طور جزئی از تراکی- آندزیت، بازالت، توف و ایگنمبریت شکل گرفته است. سنگهای این پهنه در نمونه دستی به رنگ سفید دیده می‌شوند. این سنگ‌ها به طور کامل دگرسان و آرژیلیتی شده‌اند و بافت اولیه

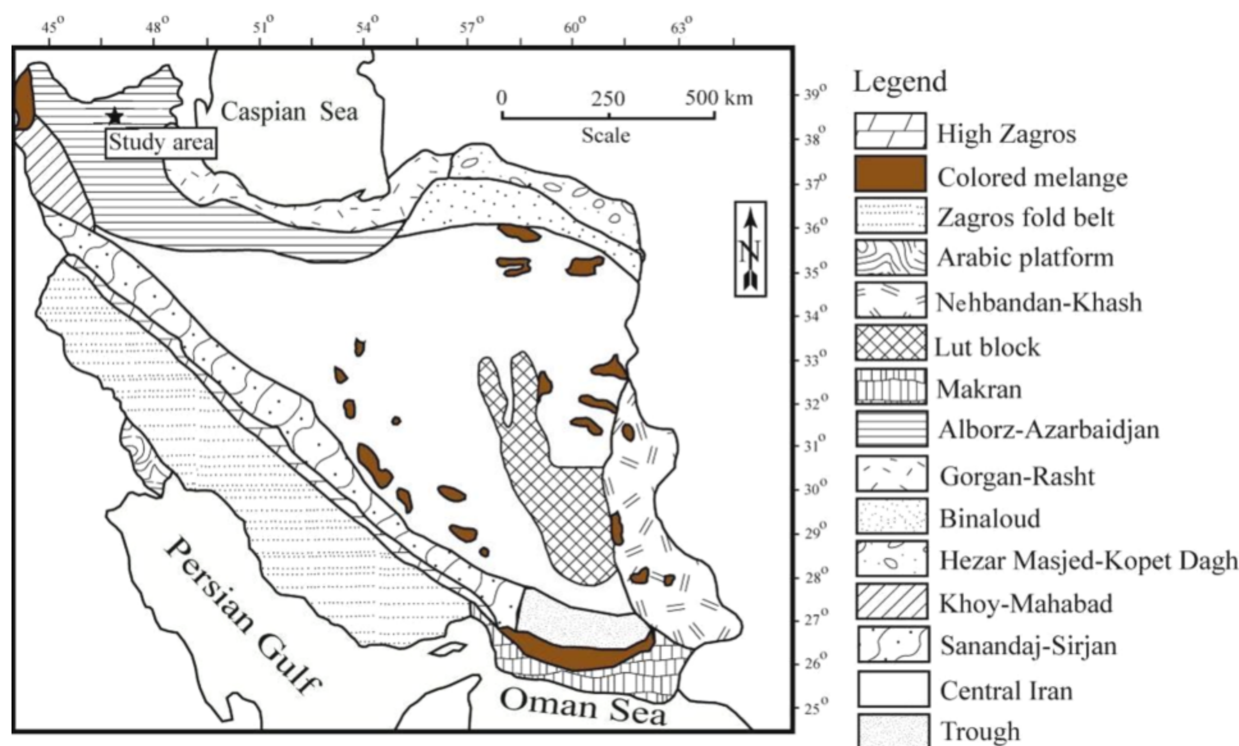
آنها به سختی قابل تشخیص است. در مواردی در این سنگ‌های به شدت دگرسان شده، بافت پورفیری قابل تشخیص است که درشت بلورهای آنها به شدت کائولینیتی شده‌اند. وجود کانی‌سازی‌هایی از کالکوپیریت، پیریت، مالاکیت، آزوریت، ژیپس، گالن، اسفالریت و باریت به صورت رگه و یا رگچه و برشی شدن موضعی از مهمترین ویژگی‌های زمین‌شناسی صحرایی این سامانه گرمابی به شمار می‌رود. افزون بر این، در پهنه دگرسانی آرژیلیک برونزدهایی از ترکیبات آهن‌دار چون هماتیت، لیمونیت و جاروسیت قابل مشاهده است. آلونیتی شدن از دیگر پدیده‌های رایج همراه با این ترکیبات آهن است.

مشاهدات صحرایی نشان می‌دهند که گاهی بر پهنه دگرسانی آرژیلیک برونزدهایی از ترکیباب سیلیسی ریزبلور به صورت پوش‌سنگ با ضخامتی متغیر از نیم تا دو متر تشکیل شده‌اند. این پوش‌سنگ‌های سیلیسی توده‌ای شکل بدون کانی‌سازی سولفیدی هستند. به نظر می‌رسد که گسترش و شکل‌گیری سامانه دگرسانی منطقه مورد بررسی در ارتباط با عملکرد چندین گسل (به عنوان معبری برای ورود محلول‌های دگرسان کننده) رخ داده و زمین‌ساخت منطقه نقش مهمی در تکامل و گسترش این سامانه ایفا نموده است.

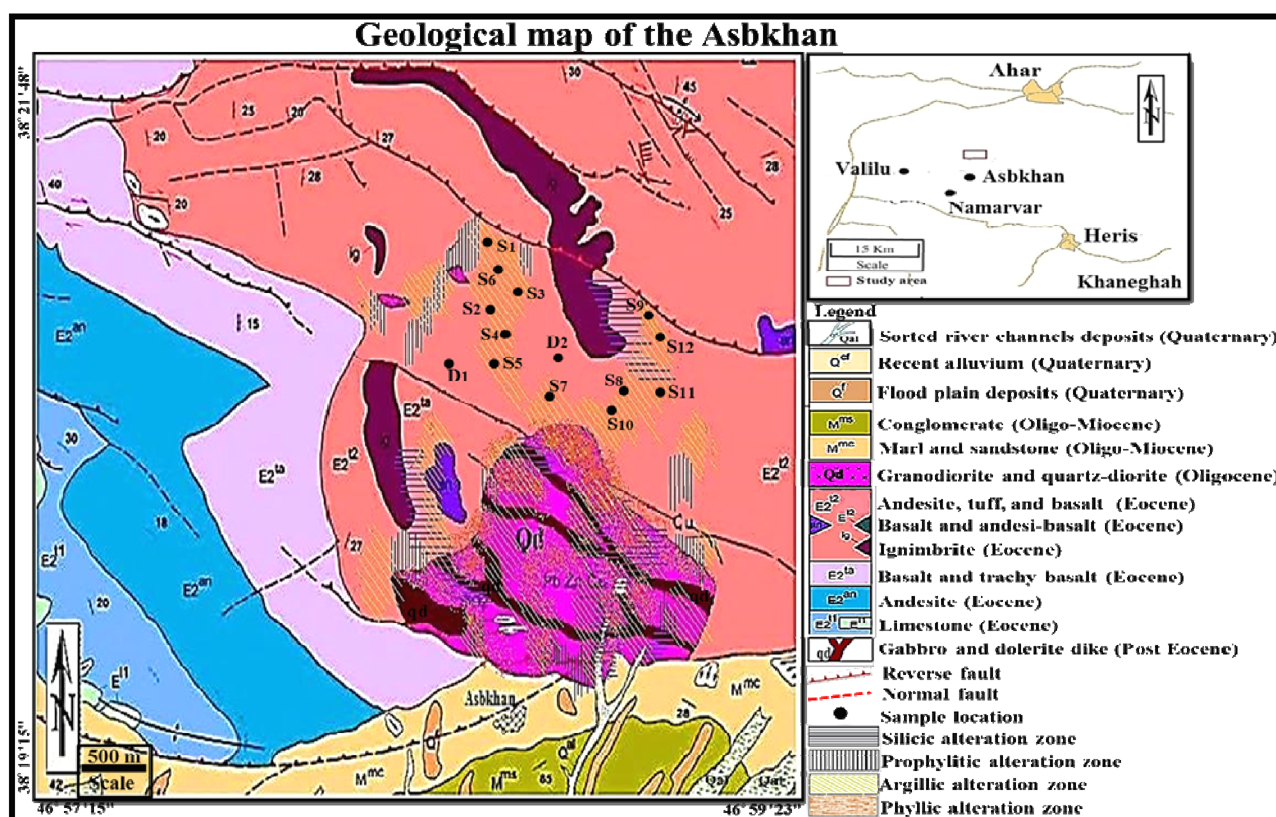
جدول ۱ نتایج تجزیه‌های شیمیایی ICP-ES و ICP-MS نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک و سنگ‌های آندزیتی منطقه اسبخوان.

		آندزیت		**پهنه دگرسانی رسی**											
	حد آشکارسازی	**D1**	**D2**	**S1**	**S2**	**S3**	**S4**	**S5**	**S6**	**S7**	**S8**	**S9**	**S10**	**S11**	**S12**
SiO_2 (wt%)	۰٫۰۱	۵۴٫۲۶	۵۳٫۶۵	۶۴٫۹۱	۵۶٫۵۷	۵۸٫۱۹	۶۴٫۱۸	۶۰٫۵۲	۶۷٫۲۱	۶۱٫۶۸	۶۴٫۷۳	۶۱٫۵۹	۶۲٫۸۷	۶۳٫۶۵	۶۲٫۶۳
Al_2O_3	۰٫۰۱	۱۶٫۲۱	۱۶٫۸۷	۱۶٫۶۱	۱۷٫۰۵	۱۷٫۰۶	۱۶٫۶۴	۱۶٫۸۱	۱۶٫۴۵	۱۶٫۸۲	۱۶٫۶۳	۱۶٫۸۳	۱۶٫۷۵	۱۶٫۸۲	۱۶٫۷۱
Fe_2O_3	۰٫۰۴	۸٫۳۲	۸٫۲۶	۳٫۸۳	۶٫۹۶	۶٫۴۹	۴٫۲۷	۵٫۲۲	۳٫۰۸	۵٫۴۸	۳٫۱۳	۴٫۱۵	۵٫۶۱	۴٫۳۱	۴٫۵۸
MgO	۰٫۰۱	۶٫۵۵	۵٫۷۴	۱٫۷۹	۲٫۷۶	۲٫۵۴	۱٫۵۴	۱٫۹۳	۱٫۲۸	۱٫۸۱	۱٫۷۴	۲٫۴۱	۱٫۵۲	۱٫۷۸	۲٫۲۳
CaO	۰٫۰۱	۸٫۰۲	۷٫۹۹	۰٫۲۴	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۹	۰٫۲۱	۰٫۳۶	۰٫۲۱	۰٫۳۵	۰٫۱۴	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۱۹
Na_2O	۰٫۰۱	۳٫۱	۳٫۸۷	۰٫۳۲	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۲۳	۰٫۲۵	۰٫۳۷	۰٫۳۱	۰٫۴۵	۰٫۱۳	۰٫۱۶	۰٫۲۵	۰٫۳۴
K_2O	۰٫۰۱	۱٫۲۱	۱٫۴۱	۱٫۰۵	۰٫۷۸	۰٫۷۳	۱٫۲۳	۱٫۰۱	۱٫۳۳	۱٫۰۴	۱٫۲۳	۰٫۸۵	۱٫۰۹	۰٫۸۸	۰٫۹۸
TiO_2	۰٫۰۱	۱٫۰۱	۱٫۰۳	۰٫۵۷	۰٫۷۱	۰٫۶۹	۰٫۵۷	۰٫۶۳	۰٫۵۲	۰٫۶۲	۰٫۵۴	۰٫۶۶	۰٫۶۱	۰٫۵۹	۰٫۶۲
P_2O_5	۰٫۰۱	۰٫۲۶	۰٫۴۱	۰٫۱۱	۰٫۱۶	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۱۸	۰٫۰۹	۰٫۱۴	۰٫۱۵	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۲
MnO	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۱۳	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۱۵	۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰٫۰۳	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۰۹
LOI	-	۰٫۹۶	۰٫۶۸	۱۰٫۴۱	۱۴٫۵۵	۱۳٫۸۱	۱۰٫۸۶	۱۳٫۰۱	۹٫۱۵	۱۱٫۷۵	۱۰٫۹۵	۱۲٫۹۵	۱۰٫۹۲	۱۱٫۲۴	۱۱٫۴۵
مجموع	-	۹۹٫۹۷	۹۹٫۹۹	۹۹٫۹۷	۹۹٫۸۳	۹۹٫۹۷	۹۹٫۹۷	۹۹٫۸۹	۹۹٫۹۹	۹۹٫۹۷	۹۹٫۹۹	۹۹٫۸۷	۹۹٫۹۶	۹۹٫۹۸	۹۹٫۹۴
Sc (ppm)	۱	۹	۷	۱۳	۱۹	۱۹	۱۱	۱۵	۱۱	۱۳	۱۴	۱۷	۱۲	۱۳	۱۵
Hf	۰٫۱	۴٫۱	۴٫۲	۳٫۶	۴٫۶	۴٫۳	۳٫۹	۳٫۹	۳٫۵	۴٫۱	۳٫۴	۳٫۹	۴٫۵	۴٫۳	۳٫۹
Nb	۰٫۱	۶٫۹	۶٫۲	۱۰٫۳	۱۲٫۴	۱۲٫۳	۱۰٫۶	۱۰٫۹	۹٫۶	۱۰٫۸	۹٫۷	۱۲٫۳	۱۱٫۳	۱۱٫۱	۱۰٫۲
Ta	۰٫۱	۷٫۱	۶٫۹	۱۰٫۳	۲۹٫۹	۲۴٫۲	۱۴٫۸	۱۵٫۶	۱۱٫۶	۲۳٫۳	۹٫۲	۲۰٫۹	۲۱٫۳	۱۶٫۳	۱۹٫۶
Th	۰٫۲	۱۷٫۴	۱۶٫۳	۱۱٫۴	۱۵٫۹	۱۶٫۵	۱۲٫۶	۱۵٫۳	۱۲٫۱	۱۵٫۱	۱۳٫۲	۱۴٫۳	۱۳٫۱	۱۵٫۶	۱۳٫۸
Zr	۰٫۱	۱۴۴٫۶	۱۴۷٫۳	۱۴۹٫۳	۱۸۵٫۳	۱۸۲٫۳	۱۴۶٫۸	۱۴۹٫۳	۱۳۲٫۶	۱۵۳٫۱	۱۴۷٫۶	۱۶۴٫۳	۱۶۵٫۲	۱۶۷٫۲	۱۴۹٫۳
Y	۰٫۱	۱۸٫۷	۱۷٫۶	۱۹٫۱	۲۴٫۵	۲۵٫۶	۲۱٫۳	۲۰٫۳	۱۶٫۵	۲۱٫۳	۱۸٫۳	۲۳٫۱	۱۷٫۸	۱۸٫۹	۱۹٫۵
La (ppm)	۰٫۱	۲۶٫۳۲	۲۴٫۹	۲۶٫۳	۳۵٫۷	۳۵٫۸	۲۵٫۳	۳۱٫۶	۲۰٫۱	۳۰٫۶	۲۶٫۳	۳۱٫۵	۲۹٫۶	۳۱٫۸	۲۵٫۳
Ce	۰٫۱	۵۸٫۳	۵۵٫۶	۴۱٫۳	۶۵٫۷	۶۵٫۹	۴۵٫۱	۵۷٫۳	۳۵٫۶	۵۴٫۵	۵۱٫۸	۶۳٫۳	۵۴٫۷	۵۷٫۶	۴۶٫۹
Pr	۰٫۰۲	۵٫۱۴	۵٫۶۳	۴٫۴۹	۷٫۶۵	۷٫۹۳	۴٫۷۷	۶٫۲۱	۳٫۶۲	۵٫۹۲	۵٫۳۶	۷٫۳۸	۵٫۷۱	۶٫۷۹	۵٫۳۵
Nd	۰٫۳	۲۱٫۳	۲۹٫۸	۱۶٫۱	۲۸٫۱	۲۸٫۹	۱۷٫۱	۲۲٫۵	۱۲٫۷	۲۱٫۴	۱۹٫۷	۲۷٫۲	۲۰٫۸	۲۴٫۱	۱۹٫۵
Sm	۰٫۰۵	۳٫۸۴	۳٫۳۹	۲٫۹۱	۵٫۱۳	۵٫۳۳	۲٫۹۱	۳٫۸۵	۲٫۱۸	۳٫۶۳	۳٫۴۴	۵٫۱۴	۳٫۵۴	۴٫۲۵	۳٫۶۷
Eu	۰٫۰۲	۱٫۰۵	۱٫۰۳	۰٫۷۸	۱٫۳۱	۱٫۳۵	۰٫۷۸	۰٫۹۷	۰٫۶۱	۰٫۹۵	۰٫۷۹	۱٫۲۱	۰٫۸۷	۱٫۰۸	۰٫۹۵
Gd	۰٫۰۵	۳٫۴۶	۳٫۰۹	۳٫۳۸	۴٫۶۱	۴٫۸۴	۰٫۹۱	۳٫۲۱	۲٫۶۷	۳٫۱۸	۳٫۰۱	۴٫۶۷	۳٫۱۸	۳٫۶۷	۴٫۰۹
Tb	۰٫۰۱	۰٫۵۳	۰٫۶۵	۰٫۶۳	۰٫۷۵	۰٫۷۸	۰٫۵۳	۰٫۵۱	۰٫۵۲	۰٫۵۲	۰٫۵۱	۰٫۷۷	۰٫۵۱	۰٫۵۹	۰٫۷۵
Dy	۰٫۰۵	۳٫۸۳	۳٫۵۷	۴٫۰۷	۴٫۳۲	۴٫۵۸	۳٫۱۹	۲٫۹۱	۳٫۴۱	۲٫۹۷	۲٫۹۴	۴٫۵۵	۲٫۹۸	۳٫۴۱	۴٫۷۵
Ho	۰٫۰۲	۰٫۷۵	۰٫۷۱	۰٫۹۱	۰٫۸۷	۰٫۹۲	۰٫۷۱	۰٫۶۱	۰٫۸۲	۰٫۶۲	۰٫۶۳	۰٫۹۳	۰٫۶۲	۰٫۶۹	۱٫۰۵
Er	۰٫۰۳	۱٫۹۱	۱٫۹۸	۲٫۶۷	۲٫۴۶	۲٫۵۳	۲٫۰۷	۱٫۷۸	۲٫۳۵	۱٫۷۹	۱٫۹۱	۲٫۶۷	۱٫۷۹	۱٫۹۷	۳٫۰۲
Tm	۰٫۰۱	۰٫۳۳	۰٫۳۶	۰٫۴۱	۰٫۳۸	۰٫۴۱	۰٫۳۳	۰٫۲۸	۰٫۳۶	۰٫۲۹	۰٫۳۲	۰٫۴۲	۰٫۳۱	۰٫۳۲	۰٫۴۶
Yb	۰٫۰۵	۱٫۸۸	۲٫۶۵	۲٫۵۵	۲٫۳۹	۲٫۵۳	۲٫۰۷	۱٫۸۴	۲٫۲۸	۱٫۸۷	۲٫۱۱	۲٫۷۴	۱٫۹۶	۲٫۰۱	۲٫۸۴
Lu	۰٫۰۱	۰٫۳۵	۰٫۳۱	۰٫۴۱	۰٫۳۸	۰٫۴۱	۰٫۳۴	۰٫۲۹	۰٫۳۶	۰٫۳۱	۰٫۳۳	۰٫۴۳	۰٫۳۲	۰٫۳۳	۰٫۴۵
∑REEs	-	۱۲۸٫۹	۱۳۳٫۶	۱۰۶٫۹	۱۵۹٫۷	۱۶۲٫۲	۱۰۶٫۱	۱۳۳٫۸	۸۷٫۵۸	۱۲۸٫۵	۱۱۹٫۱	۱۵۲٫۹	۱۲۶٫۸	۱۳۸٫۶	۱۱۹٫۱
Eu/Eu*	-	۰٫۸۸	۰٫۹۷	۰٫۷۶	۰٫۸۲	۰٫۸۱	۱٫۴۶	۰٫۸۴	۰٫۷۷	۰٫۸۶	۰٫۷۵	۰٫۷۶	۰٫۷۹	۰٫۸۴	۰٫۷۵
Ce/Ce*	-	۱٫۱۷	۱٫۱۰	۰٫۸۹	۰٫۹۳	۰٫۹۲	۰٫۹۶	۰٫۹۶	۰٫۹۸	۰٫۹۵	۱٫۰۲	۰٫۹۷	۰٫۹۹	۰٫۹۲	۰٫۹۴
$(La/Yb)_N$	-	۹٫۴۶	۶٫۳۵	۶٫۹۷	۶۱٫۸	۹٫۵۶	۸٫۲۶	۱۱٫۶۰	۵٫۹۶	۱۱٫۰۶	۸٫۴۲	۷٫۷۷	۱۰٫۲۰	۱۰٫۶۹	۶٫۰۲
$(LREEs/HREEs)_N$	-	۶٫۳۵	۶٫۴۵	۴٫۳۶	۷٫۲۴	۶٫۱۰	۶٫۷۵	۷٫۶۵	۴٫۱۸	۷٫۲۳	۶٫۵۲	۵٫۶۴	۷٫۰۵	۶٫۹۰	۴٫۱۷

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.2.4]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.285]



شکل ۱ جایگاه منطقه مورد بررسی در نقشه پهنه‌بندی ساختاری ایران [۶].



شکل۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه اسبخوان، شمال‌غرب هریس، برگرفته از مرجع [۷] با اندکی تغییرات.

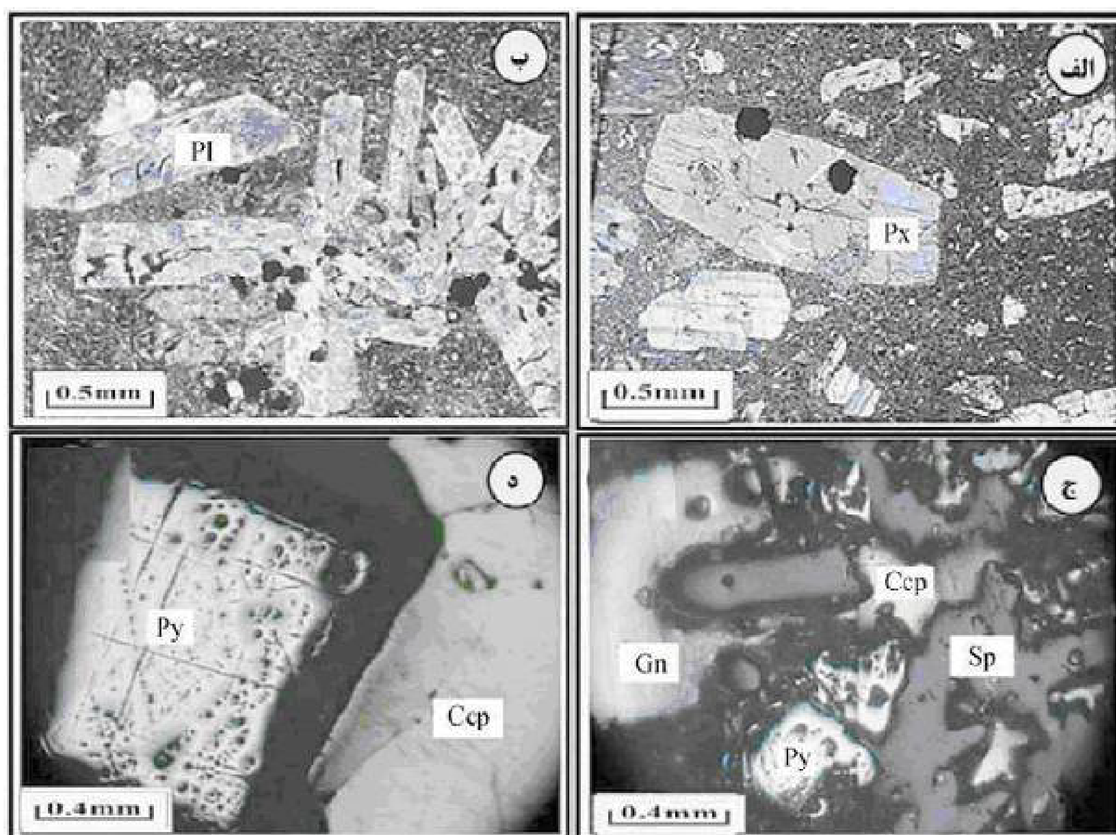
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.2.4]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.285]

نتایج و بحث

کانی‌شناسی و کانه‌نگاری

مشاهدات میکروسکوپی نشان می‌دهند که سنگ‌های آندزیتی که بیشترین سهم را در ایجاد پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه مورد بررسی به خود اختصاص داده‌اند، دارای بافت پورفیری بوده و درشت بلورهای آنها در خمیره‌ای از ریزسنگ‌های جریانی با ترکیب پلاژیوکلاز پراکنده هستند. درشت بلورها شامل کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند هستند و اندازه‌هایی متغیر از ۰/۵ تا ۵ میلی‌متر دارند. فراوانی پلاژیوکلاز نسبت به دو درشت بلور دیگر قابل ملاحظه بوده و دارای ماکل‌های شاخص ساده و چندریخت هستند. بلورهای درشت پلاژیوکلاز و پیروکسن در این سنگ‌ها گاهی در اثر عملکرد فرایندهای دگرسانی به مجموعه‌ای از کانی‌های رسی، کلریت، اپیدوت، کلسیت و سریسیت تبدیل شده‌اند (شکل‌های ۳ الف و ب) [۸]. پیریت مهمترین کانی فلزی در این سنگ‌هاست که به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در زمینه دیده می‌شود.

نتایج به دست آمده از پراش پرتو X (XRD) نمونه‌های مورد بررسی از پهنه دگرسانی آرژیلیک در جدول ۲ ارائه شده است. دیده می شود که کائولینیت و کوارتز فازهای کانیایی اصلی تشکیل دهنده پهنه دگرسانی آرژیلیک هستند که توسط کانی‌هایی چون اسمکتیت، مسکوویت - ایلیت، هماتیت، آلونیت، پیروفیلیت، کلریت، استیلبیت، روتیل و کلسیت در مقادیر کمتر همراهی می‌شوند. وجود کانی‌هایی مانند پیروفیلیت و آلونیت نشان می‌دهد که سنگ‌های آندزیتی منطقه دگرسانی در حد آرژیلیک پیشرفته را تجربه نموده و فعالیت یون‌های سولفات در سیال‌های مسؤول دگرسانی در آنها بالا بوده است [۹].



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های آندزیتی و رگه‌های کانه‌دار در پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه اسبخوان: (الف) بافت پورفیری در یک زمینه ریزسنگی در آندزیت. (نور Xpl)، (ب) انباشت پلاژیوکلازها با بافت گلومروپورفیری و میانبارهایی از کانی تیره در در آندزیت. (نور Xpl)، (پ) کانی‌سازی پیریت به همراه کالکوپیریت، گالن و اسفالریت. نور بازتابی و (ت): کانی‌سازی پیریت به همراه کالکوپیریت در رگه های موجود در پهنه دگرسانی آرژیلیک. (نور بازتابی). علایم اختصاری به کار رفته (Px: پیروکسن، Pl: پلاژیوکلاز، Py: پیریت، Ccp: کالکوپیریت، Gn: گالن و Sp: اسفالریت) برگرفته از مرجع [۸] هستند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.2.4]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.285]

جدول ۲ نتایج برآمده از پراش پرتو X (XRD) نمونه‌های مورد بررسی از پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه اسخوان هریس.

شماره نمونه	فازهای کانیایی اصلی	فازهای کانیایی فرعی
S3	کائولینیت، کوارتز	هماتیت، مسکوویت- ایلیت، اسمکتیت، پیروفیلیت
S5	کائولینیت، کوارتز	مسکوویت - ایلیت، پیروفیلیت، کلسیت، آلونیت، روتیل
S10	کائولینیت، کوارتز	هماتیت، کلسیت، مسکوویت - ایلیت، آلونیت، کلریت، استیلبیت
S12	کائولینیت ، کوارتز	پیروفیلیت، هماتیت، کلریت، گوتیت، مسکوویت - ایلیت، اسمکتیت، روتیل

نتایج کانه‌نگاری نشان می‌دهد که کانه‌زایی در رگه‌ها و رگچه‌های موجود در پهنه دگرسانی آرژیلیک در منطقه اسخوان به دو نوع درونزاد و برونزاد قابل تفکیک است. کانی-های درونزاد شامل کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، پیریت و باریت و کانی‌های برونزاد شامل مالاکیت، آزوریت، هماتیت گوتیت و لیمونیت هستند. در مقاطع صیقلی، کالکوپیریت شکل هندسی منظم ندارد (شکل ۳ پ) و همراه با پیریت‌های شکل-دار تا نیمه‌شکل‌دار (شکل ۳ ت) به شدت زمین ساخته دیده می‌شود. کالکوپیریت و پیریت گاهی در اثر دگرسانی به ترتیب به گوتیت و هماتیت تبدیل شده‌اند. گالن همراه با اسفالریت به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار دربردارنده حفره‌های مثلثی شکل جهت یافته دیده می‌شود. مالاکیت و آزوریت به صورت بلورهای دانه‌ریز در درزه‌ها و شکستگی‌های موجود در نمونه‌ها قابل مشاهده است.

زمین‌شیمی تغییرات جرم عناصر خاکی‌نادر طی گسترش پهنه دگرسانی آرژیلیک

برای محاسبه تغییرات جرم عناصر طی فرایندهای دگرسانی گرمابی به طور معمول می‌توان از دو روش مختلف براساس (۱) زمین‌شیمی تغییرات هم حجم [۱۰] و (۲) زمین‌شیمی عنصر کم‌تحرک [۱۱] بهره گرفت. در این پژوهش، برای برآورد میزان تغییرات جرم عناصر خاکی نادر طی آرژیلیتی‌شدن سنگ‌های آندزیتی ائوسن از روش زمین‌شیمی عنصر کم‌تحرک [۱۱] رابطه زیر استفاده شد:

$$\%Change = [(X/I)_{Argillic\ sample}/(X/I)_{Andesite}] - 1 \times (100) \quad (۱)$$

در این رابطه، X و I به ترتیب مقدار عنصر مورد نظر برای محاسبه تغییر جرم و مقدار عنصر شاخص کم‌تحرک انتخاب شده هستند. انتخاب عنصر شاخص کم‌تحرک نکته مهمی در محاسبه تغییرات جرم عناصر است. براساس بررسی‌های انجام شده، عناصری چون Al، Zr، Nb، Th، Ta، Sc و Ti طی فرایندهای آرژیلیتی شدن سنگ‌های آتشفشانی دارای کمترین درجه تحرک هستند [۱۲]. در این پژوهش، Al به دلیل گستره تغییرات کم نسبت به Zr، Nb، Th، Ta، Sc و Ti به عنوان عنصر شاخص کم‌تحرک انتخاب شد. در این محاسبات، مقدار مثبت و منفی به دست آمده به ترتیب نشان دهنده میزان کاهش و افزایش جرم عناصر خاکی نادر طی گسترش پهنه دگرسانی آرژیلیک در منطقه اسخوان هستند. نتایج این محاسبات در جدول ۳ و شکل ۴ آورده شده‌اند.

بر اساس نتایج بدست آمده، همه عناصر خاکی نادر طی آرژیلیتی شدن سنگ‌های آندزیتی دچار هر دو فرایند شستشو و غنی‌شدگی شده‌اند. از ویژگی‌های برجسته می‌توان به تغییرات شدید در میزان تغییرات جرم عناصر خاکی نادر در نمونه‌های مورد بررسی از پهنه دگرسانی آرژیلیک اشاره کرد (شکل ۴). از آنجا که تحرک REEها در سامانه‌های دگرسانی وابسته به pH محلول‌های مسؤول دگرسانی است [۱۳]، می‌توان چنین گفت که محلول‌های درونزاد با pH پایین نقش مهمی در تحرک لانتانیدها داشته و کاهش دما با گذر زمان همراه با خنثی شدن محلول‌های دگرسان کننده در اثر واکنش با سنگ‌های درونگیر امکان غنی‌شدگی لانتانیدها را در بیشتر نمونه‌های این پهنه دگرسانی فراهم نموده‌اند.

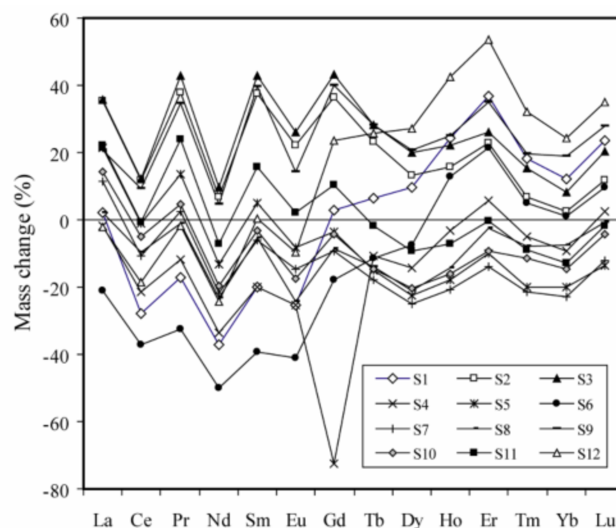
الگوی توزیع و درجه جدایش REEها طی گسترش پهنه دگرسانی آرژیلیک

الگوی توزیع REEهای بهنجار شده به کندریت [۱۴] نشانگر جدایش و غنی‌شدگی قوی LREEها نسبت به HREEها طی گسترش پهنه دگرسانی آرژیلیک در منطقه اسخوان هریس است (شکل ۵). افزون بر این، با توجه به این نمودار، الگوی توزیع REEها بهنجار شده به سنگ اولیه آندزیتی شبیه به الگوی توزیع REEها در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک است؛ تنها اختلاف بارز، وجود دو روند کاهشی و افزایشی نسبت به الگوی توزیع REEها در پهنه دگرسانی آرژیلیک نسبت به سنگ اولیه آندزیتی است (شکل ۵).

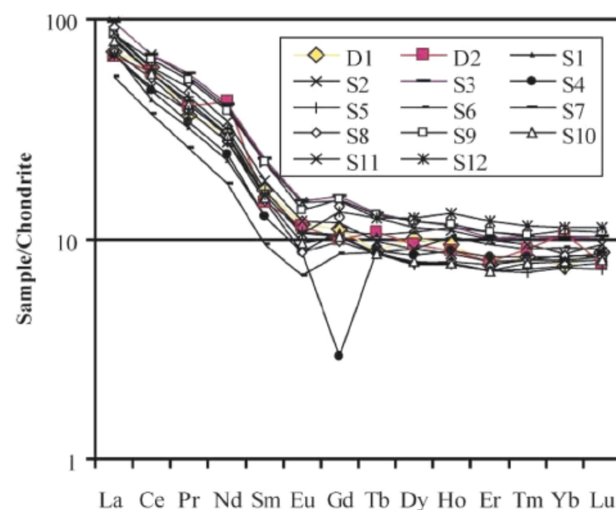
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.2.4]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.285]

جدول ۳ نتایج محاسبات تغییرات جرم عناصر خاکی نادر با در نظر گرفتن Al به عنوان عنصر شاخص کم‌تحرک در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک در منطقه اسبخوان هریس.

	S1	**S2**	**S3**	**S4**	**S5**	**S6**	**S7**	**S8**	**S9**	**S10**	**S11**	**S12**
La	۲/۲۶	۳۵/۲۳	۳۵/۵۹	-۱/۸۰	۲۱/۴۵	-۲۱/۰۹	۱۱/۵۶	۲/۱۴	۲۰/۸۲	۱۴/۱۳	۲۲/۱۰	-۲/۲۲
Ce	-۲۷/۷۸	۱۱/۹۲	۱۲/۲۴	-۲۱/۲۸	-۰/۹۷	-۳۷/۱۵	-۱۰/۶۵	-۹/۵۳	۹/۱۹	-۵/۱۶	-۰/۵۴	-۱۸/۴۹
Pr	-۱۶/۹۷	۳۷/۸۲	۴۲/۸۳	-۱۱/۹۵	۱۳/۵۰	-۳۲/۴۱	۲/۶۵	-۱/۰۰	۳۴۶۲	۴/۷۱	۲۳/۹۹	-۱/۶۶
Nd	-۳۷/۲۵	۶/۶۹	۹/۷۱	-۳۳/۴۷	-۱۳/۳۲	-۵۰/۰۲	-۲۱/۸۰	-۲۳/۳۱	۴/۵۸	-۱۹/۶۱	-۷/۲۵	-۲۴/۴۶
Sm	-۱۹/۸۴	۳۷/۶۷	۴۳/۰۱	-۱۹/۹۸	۴/۸۲	-۳۹/۳۷	-۶/۲۴	-۵/۳۵	۳۹/۶۷	-۳/۳۰	۱۵/۶۱	۰/۴۹
Eu	-۲۵/۳۱	۲۲/۲۰	۲۵/۹۱	-۲۵/۴۵	-۸/۲۰	-۴۱/۰۳	-۱۴/۷۱	-۲۴/۴۵	۱۴/۲۹	-۱۷/۴۰	۲/۱۲	-۹/۵۸
Gd	۲/۷۷	۳۶/۵۶	۴۳/۳۴	-۷۲/۳۸	-۳/۵۳	-۱۸/۰۳	-۹/۳۴	-۸/۵۹	۴۰/۰۷	-۴/۱۲	۱۰/۲۰	۲۳/۶۱
Tb	۶/۳۳	۲۳/۳۲	۲۸/۲۳	-۱۰/۷۱	-۱۴/۹۲	-۱۱/۳۹	-۱۷/۷۱	-۱۴/۰۲	۲۸/۲۰	-۱۴/۶۴	-۱/۶۶	۲۵/۸۳
Dy	۹/۵۴	۱۳/۲۷	۲۰/۰۶	-۱۴/۳۰	-۲۲/۵۹	-۷/۳۴	-۲۵/۰۵	-۲۰/۹۷	۲۰/۸۰	-۲۰/۴۷	-۹/۳۷	۲۷/۰۷
Ho	۲۴/۱۴	۱۵/۶۲	۲۲/۲۴	-۳/۳۲	-۱۷/۷۵	۱۲/۹۴	-۲۰/۷۰	-۱۴/۱۶	۲۵/۱۴	-۱۶/۱۳	-۷/۰۵	۴۲/۳۷
Er	۳۶/۷۰	۲۲/۷۰	۲۶/۱۷	۵/۷۹	-۹/۹۲	۲۱/۴۸	-۱۴/۰۷	-۲/۳۳	۳۴/۸۵	-۹/۱۲	-۰/۴۰	۵۳/۶۹
Tm	۱۸/۳۴	۶/۸۵	۱۵/۲۷	-۴/۹۲	-۲۰/۱۲	۴/۹۱	-۲۱/۵۱	-۷/۷۵	۱۹/۵۹	-۱۱/۲۷	-۸/۷۹	۳۱/۹۸
Yb	۱۲/۱۱	۲/۳۷	۸/۳۴	-۹/۱۵	-۲۰/۰۴	۱/۲۱	-۲۲/۹۱	-۷/۳۴	۱۸/۸۳	-۱۴/۵۵	-۱۲/۷۴	۲۴/۱۱
Lu	۲۳/۷۲	۱۱/۷۱	۲۰/۵۱	۲/۴۲	-۱۳/۵۱	۹/۶۸	-۱۲/۲۹	-۰/۵۴	۲۸/۰۰	-۴/۲۵	-۱/۶۶	۳۴/۹۸



شکل ۴ روند تغییرات جرم عناصر خاکی نادر طی گسترش پهنه دگرسانی آرژیلیک در منطقه اسبخوان.



شکل ۵ الگوی توزیع REEهای بهنجار شده به کندریت [۱۴] در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک و سنگ اولیه آندزیتی.

بر اساس محاسبات انجام شده، نسبت‌های $(La/Yb)_N$ و $(LREE/HREE)_N$ در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک، جاییکه به کندریت [۱۴] بهنجار شده‌اند، به ترتیب گستره تغییراتی از ۵٫۹۶ تا ۱۱٫۶۰ و ۴٫۱۷ تا ۷٫۶۵ را نشان می‌دهند. مقادیر این نسبت‌ها در سنگ‌های مادر آندزیتی به ترتیب دارای گستره تغییرات ۶٫۳۵ تا ۹٫۴۶ و ۶٫۳۵ تا ۶٫۴۵ هستند (جدول ۱). مقایسه این نسبت‌های عنصری آشکار می‌کنند که هر دو نسبت $(La/Yb)_N$ و $(LREE/HREE)_N$ در نمونه‌های پهنه دگرسانی نسبت به آندزیت‌ها روند افزایشی و کاهشی دارند و به عبارتی، جدایش LREEها و HREEها طی گسترش پهنه دگرسانی قطعی است. اغلب جدایش LREEها از HREEها طی گسترش فرایندهای دگرسانی تابعی از pH محیط است. در pHهای اسیدی، LREEها و در pHهای قلیایی، HREEها متحرک‌تر می‌شوند [۱۵، ۱۶]. از اینرو، روند کاهشی در نسبت‌های $(La/Yb)_N$ و $(LREE/HREE)_N$ برای نمونه‌هایی از پهنه دگرسانی آرژیلیک دیده می‌شود که در نزدیکی گسل‌ها و معابر عبور محلول‌های گرمابی (با ماهیت pH پایین) گسترش یافته‌اند [۱۷، ۱۸]. روند افزایشی در نسبت‌های $(La/Yb)_N$ و $(LREE/HREE)_N$ در نمونه‌هایی از پهنه دگرسانی آرژیلیک قابل تشخیص است که دورتر از محل گسل‌ها و معابر عبور محلول‌های گرمابی تشکیل شده‌اند. مسلم است که کاهش دما و افزایش pH سیال‌های دگرسان کننده (با گذر زمان) سبب ناپایدار شدن کمپلکس‌های دربردارنده لانتانیدها و افزایش در نسبت‌های یاد شده گشته‌اند [۱۹، ۲۰]. با توجه به مطالب بیان شده می‌توان گفت که تغییرات در شیمی محلول‌های مسؤول دگرسانی (چون pH) و اختلاف در درجه ناپایداری یون‌های کمپلکس‌ساز دربردارنده لانتانیدها بیشترین اثر را در شکل-گیری الگوی توزیع REEها و تغییرات نسبت‌های عنصری در پهنه دگرسانی آرژیلیک اسبخوان ایفا نموده‌اند.

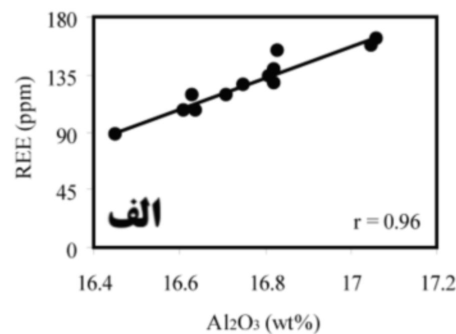
عوامل کانیایی و زمین‌شیمیایی کنترل کننده توزیع و تحرک عناصر خاکی نادر طی گسترش و تکامل پهنه دگرسانی آرژیلیک

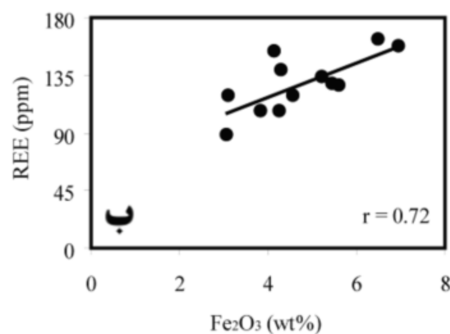
ضرایب همبستگی بین عناصر نشان می‌دهند که بین لانتانیدها، همبستگی مثبت درونی قوی بین LREEها (La تا Eu با r = ۰٫۹۰-۰٫۹۹) نسبت به HREEها (Tb تا Lu با r =۰٫۲۶-۰٫۹۹) وجود دارد (جدول ۴). بررسی‌های انجام شده نشان داده است که pHهای پایین و بالا به ترتیب باعث شستشو و ترسیب REEها در سامانه‌های دگرسانی گرمابی می‌شوند [۱۳]. با توجه به روند کاهشی- افزایشی REEها (شکل ۴) در نمونه‌های مورد بررسی، چنین به نظر می‌رسد که رفتار لانتانیدها طی فرایندهای آرژیلیتی‌شدن سنگ‌های آندزیتی در منطقه اسبخوان وابسته به تغییرات pH محلول‌های دگرسان کننده است. این تغییرات آشکار می‌کنند که در نمونه-های پهنه دگرسانی آرژیلیک که در محل گسل‌ها گسترش یافته‌اند، REEها به واسطه pH پایین سیال‌های دگرسان کننده دستخوش فرآیند شستشو شده‌اند. این در حالی است که لانتانیدها در نمونه‌های دورتر از محل گسل‌ها به واسطه کاهش دمای سیستم گرمابی و افزایش pH سیال‌های دگرسان کننده، در پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه اسبخوان ترسیب شده و دچار غنی‌شدگی گشته‌اند.

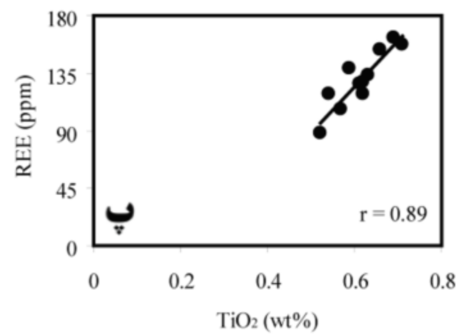
تاکنون کانی‌های متعددی چون کائولینیت، اسمکتیت، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و منگنز، فازهای کانیایی تیتانیوم‌دار و فسفات‌های ثانویه به عنوان میزبانان اصلی لانتانیدها در فرآورده‌های دگرسانی معرفی شده‌اند [۲۱، ۲۲]. همبستگی مثبت بین Al با REEها (r = ۰٫۹۶) بیانگر نقش ارزنده کائولینیت و اسمکتیت در تمرکز و تثبیت بخشی لانتانیدها در پهنه دگرسانی مورد بررسی است (شکل ۶ الف، جدول ۵). افزون بر این، وجود همبستگی‌های مثبت و متوسط تا قوی بین REE ها با Fe (r =۰٫۷۲، شکل ۶ب) و Ti (r = ۰٫۸۹، شکل ۶پ) دلیل محکمی بر نقش کنترلی کانی‌های هماتیت و روتیل در توزیع لانتانیدها در پهنه دگرسانی مورد بررسی است. همبستگی‌های منفی قوی بین REEها با K (r = -۰٫۹۱، شکل ۶ ت) و Mn (r = -۰٫۸۱، شکل ۶ث) نشان می‌دهند که کانی‌های موسکویت- ایلیت به همراه اکسیدهای منگنز نقشی در تثبیت لانتانیدها در نمونه‌های مورد بررسی نداشته‌اند. سرانجام، همبستگی مثبت متوسط بین REEها با P (r =۰٫۶۰، شکل ۶ ج) نقش مهم فسفات‌های ثانویه در توزیع و تمرکز عناصر خاکی نادر در پهنه دگرسانی مورد بررسی را آشکار می-سازند. در کل، از این همبستگی‌های مثبت چنین بر می‌آید که جذب سطحی توسط کانی‌های رسی، روبش توسط اکسیدهای آهن و تثبیت در فازهای کانیایی تازه تشکیل شده (روتیل و فسفات‌های ثانویه) سه عامل مهم و کلیدی کنترل کننده توزیع REEها در پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه اسبخوان هستند.

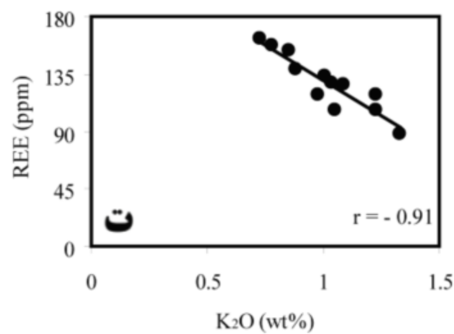
جدول ۴ ضرایب همبستگی پیرسون بین عناصر خاکی نادر در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه اسبخوان هریس.

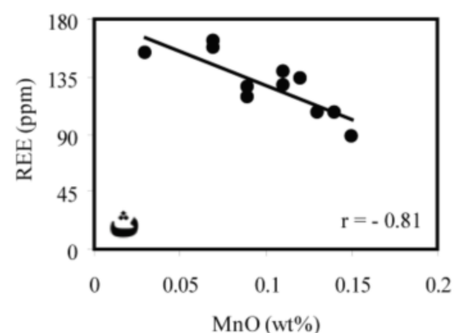
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
La	۱٫۰۰													
Ce	۰٫۹۵	۱٫۰۰												
Pr	۰٫۹۵	۰٫۹۸	۱٫۰۰											
Nd	۰٫۹۵	۰٫۹۸	۰٫۹۹	۱٫۰۰										
Sm	۰٫۹۰	۰٫۹۵	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۱٫۰۰									
Eu	۰٫۹۲	۰٫۹۲	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۸	۱٫۰۰								
Gd	۰٫۶۴	۰٫۶۶	۰٫۷۳	۰٫۷۴	۰٫۷۹	۰٫۷۸	۱٫۰۰							
Tb	۰٫۴۷	۰٫۴۹	۰٫۶۲	۰٫۶۳	۰٫۷۳	۰٫۷۵	۰٫۷۸	۱٫۰۰						
Dy	۰٫۲۶	۰٫۲۶	۰٫۴۱	۰٫۴۲	۰٫۵۴	۰٫۵۸	۰٫۷۰	۰٫۹۷	۱٫۰۰					
Ho	-۰٫۰۲	-۰٫۰۲	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۲۸	۰٫۳۲	۰٫۵۳	۰٫۸۶	۰٫۹۶	۱٫۰۰				
Er	-۰٫۰۹	-۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۲۱	۰٫۲۵	۰٫۴۹	۰٫۸۲	۰٫۹۳	۰٫۹۹	۱٫۰۰			
Tm	-۰٫۰۴	-۰٫۰۲	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۲۷	۰٫۳۰	۰٫۵۳	۰٫۸۵	۰٫۹۵	۰٫۹۸	۰٫۹۹	۱٫۰۰		
Yb	-۰٫۴۳	-۰٫۳۶	-۰٫۲۹	-۰٫۲۹	-۰٫۲۲	-۰٫۲۶	-۰٫۰۱	۰٫۱۲	۰٫۲۵	۰٫۳۶	۰٫۳۸	۰٫۴۲	۱٫۰۰	
Lu	-۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۱۵	۰٫۱۷	۰٫۳۰	۰٫۳۲	۰٫۵۴	۰٫۸۶	۰٫۹۵	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۱٫۰۰	۰٫۴۴	۱٫۰۰

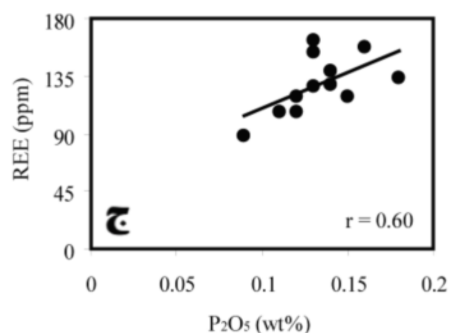












شکل ۶ نمودارهای دو متغیره (الف) $REE-Al_2O_3$، (ب) $REE-Fe_2O_3$، (پ) $REE-TiO_2$، (ت) $REE-K_2O$، (ث) REE-MnO و (ج) $REE-P_2O_5$ برای نمونه‌های مورد بررسی از پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه اسبخوان هریس.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.2.4]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.285]

جدول ۵ ضرایب همبستگی پیرسون بین برخی از عناصر اصلی، جزئی و خاکی نادر در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه اسبخوان هریس.

	Si	Al	Fe	Na	K	Ti	P	Mn	REE
Si	۱٫۰۰								
Al	-۰٫۹۶	۱٫۰۰							
Fe	-۰٫۹۱	۰٫۸۸	۱٫۰۰						
Na	۰٫۷۴	-۰٫۷۷	-۰٫۷۶	۱٫۰۰					
K	۰٫۸۳	-۰٫۹۱	-۰٫۷۱	۰٫۷۲	۱٫۰۰				
Ti	-۰٫۹۶	۰٫۹۴	۰٫۸۷	-۰٫۸۲	-۰٫۹۰	۱٫۰۰			
P	-۰٫۶۳	۰٫۵۹	۰٫۴۸	-۰٫۲۵	-۰٫۴۰	۰٫۴۸	۱٫۰۰		
Mn	۰٫۶۲	-۰٫۶۶	-۰٫۴۱	۰٫۵۵	۰٫۷۰	-۰٫۷۲	-۰٫۳۲	۱٫۰۰	
Zr	-۰٫۸۴	۰٫۹۲	۰٫۸۰	-۰٫۸۲	-۰٫۸۸	۰٫۸۵	۰٫۴۰	-۰٫۶۹	
Y	-۰٫۸۶	۰٫۸۵	۰٫۷۱	-۰٫۷۲	-۰٫۷۷	۰٫۸۶	۰٫۳۵	-۰٫۶۰	
REE	-۰٫۸۸	۰٫۹۶	۰٫۷۳	-۰٫۷۵	-۰٫۹۲	۰٫۹۰	۰٫۶۰	-۰٫۸۱	۱٫۰۰

رخداد بی‌هنجاری‌های Eu و Ce طی گسترش پهنه دگرسانی آرژیلیک

در این پژوهش، برای محاسبه مقدار بی‌هنجاری‌های Eu و Ce در نمونه‌های مورد بررسی به ترتیب از روابط زیر استفاده شد [۱۴]:

$$Eu/Eu^* = Eu_N/(Sm_N \times Gd_N)^{0.5} \qquad (۲)$$

$$Ce/Ce^* = 2Ce_N/(La_N + Pr_N) \qquad (۳)$$

در این روابط، N بیانگر بهنجار کردن مقادیر Eu، Sm، Gd، Ce، La، و Pr به مقادیر مشابه در کندریت [۱۴] است. این محاسبات نشان می‌دهند که تغییرات مقادیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک به ترتیب دارای گستره‌های ۰٫۷۵ تا ۱٫۴۶ و ۰٫۸۹ تا ۱٫۰۲ متغیر هستند. مقادیر بی‌هنجاری‌های یاد شده در آندزیت‌ها نیز به ترتیب گستره تغییراتی از ۰٫۸۸ تا ۰٫۹۷ و ۱٫۱۰ تا ۱٫۱۷ را نشان می‌دهند. مقایسه گستره تغییرات بی‌هنجاری‌های Eu و Ce در نمونه‌های پهنه آرژیلیک و سنگ‌های اولیه آندزیتی آشکار می‌کند که رخداد فرایند آرژیلیتی‌شدن در منطقه اسبخوان با رخداد بی‌هنجاری‌های منفی ضعیف برای Eu و Ce همراه بوده است. به نظر می‌رسد که علت اصلی رخداد بی‌هنجاری منفی Eu، شستشوی بخشی Eu در اثر دگرسانی کانی‌های پلاژیوکلاز سنگ اولیه آندزیتی در دماهای به نسبت بالا بوده است [۲۳]. اکسایش پیریت‌های درونزاد موجود در سنگ‌های آندزیتی سازوکار دیگری بوده است که به واسطه تشکیل محلول‌های اسیدی برونزاد سبب شستشوی بخشی Eu و رخداد بی‌هنجاری منفی Eu شده است. رخداد بی‌هنجاری منفی Ce در همه نمونه‌های مورد بررسی نسبت به سنگ اولیه آندزیتی بیانگر نقش ارزنده محلول‌های درونزاد نسبت به محلول‌های برونزاد در تشکیل این پهنه دگرسانی است [۲۴].

برداشت

مهمترین نتایج به دست آمده از بررسی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه اسبخوان در شمال غرب ایران عبارتند از:

۱- وجود کانی‌های پیروفیلیت و آلونیت نشان می‌دهد که سنگ‌های آندزیتی ائوسن به دلیل فعالیت بالای یون سولفات در سیال‌های گرمابی دستخوش دگرسانی در حد رخساره آرژیلیک پیشرفته شده‌اند.

۲- حضور پوش‌سنگ‌های سیلیسی بر پهنه دگرسانی آرژیلیک به همراه برشی‌شدن موضعی و رخداد بی‌هنجاری منفی Ce نشان می‌دهند که فرآیندهای درونزاد نقش بیشتری در گسترش و تکامل پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه اسبخوان ایفا نموده‌اند.

۳- تجزیه و تحلیل‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که کائولینیت و اسمکتیت به همراه هماتیت و فسفات‌های ثانویه میزبان عناصر خاکی نادر در این پهنه دگرسانی هستند.

۴- اکسایش پیریت‌های درونزاد و تخریب کانی‌های فلدسپار توسط سیال‌های گرمابی دو عامل اصلی اثرگذار در رخداد بی‌هنجاری منفی Eu در پهنه دگرسانی مورد بررسی هستند.

۵- الگوی توزیع لانتانیدها و تغییرات در نسبت های عناصر خاکی نادر در پهنه دگرسانی مورد بررسی تابعی از شیمی

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.2.4]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.285]

محلول‌های مسؤول دگرسانی (چون pH) و اختلاف در درجه ناپایداری یون‌های کمپلکس‌ساز هستند.

۶- جذب سطحی، روبش و تثبیت فازهای کانیایی تازه تشکیل شده (روتیل و فسفات‌های ثانویه) سه عامل اصلی تثبیت لانتانیدها در پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه اسبخوان هستند.

قدردانی

این پژوهش از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه ارومیه برخوردار بوده است، که به این وسیله نگارندگان از همه مسؤولین مربوطه قدردانی می‌کنند. آنها، همچنین از نظرات و پیشنهادات سازنده داوران محترم مجله سپاسگزاری می‌نمایند.

مراجع

[1] Simmonds V., Calagari A. A., Kyser K., "*Fluid inclusion and stable isotope studies of the Kighal porphyry Cu–Mo prospect, East-Azarbaidjan, NW Iran*", Arabian Journal of Geosciences 8 (2015) 473-453.

[2] Simmonds V., Moazzen M., "*Re-Os dating of molybdenites from Oligocene Cu-Mo-Au mineralized veins in the Qarachilar area, Qaradagh batholith (northwest Iran): Implications for understanding Cenozoic mineralization in South Armenia, Nakhchivan, and Iran*", International Geology Review 57 (2015) 290-304.

[3] Abedini A., "*Mineralogy and geochemistry of the Hizeh-Jan kaolin deposit, northwest of Varzaghan, East-Azarbaidjan province, NW Iran*", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 24 (2017) 647-660.

[4] Abedini A., "*The mineralogical and geochemical control on distribution and mobilization of trace and rare earth elements during development of argillic alteration zone: A case study from northeast of Kharvana, NW Iran*", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 25 (2017) 353-366.

[5] Abedini A., Rezaei Azizi, M., "*The Hizeh-Jan kaolin deposit, NW Iran: the tetrad effect in REE distribution patterns*", Acta Geologica Sinica-English Edition 93 (2019) 74-87.

[6] Nabavi, M. H., "*An Introduction to the Geology of Iran*", Geological Survey of Iran Publication (1976) 1-105.

[7] Faridi M., Hagh Farshi E., "*Geological map of the Khoja, 1:100000 scale*", Geological Survey of Iran (2006).

[8] Whitney D. L., Evans B. W., "*Abbreviations for names of rock-forming minerals*", American Mineralogist 95 (2010) 185-187.

[9] Karakaya N., "*REE and HFS element behaviour in the alteration facies of the Erenler Dağı Volcanics (Konya, Turkey) and kaolinite occurrence*", Journal of Geochemical Exploration 101 (2009) 185-208.

[10] Gresens R. L., "*Composition-volume relationships of metasomatism*", Chemical Geology 2 (1967) 47-65.

[11] Nesbitt H. W., "*Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite*", Nature 279 (1979) 206-210.

[12] Kadir S., Erkoyun H., "*Genesis of the hydrothermal Karaçayír kaolinite deposit in Miocene volcanics and Palaeozoic metamorphic rocks of the Uşak-Güre Basin, western Turkey*", Turkish Journal of Earth Sciences 22 (2013) 444-468.

[13] Patino L. C., Velbel M. A., Price J. R., Wade, J. A., "*Trace element mobility during spheroidal weathering of basalts and andesites in Hawaii and Guatemala*", Chemical Geology 202 (2003) 343-364.

[14] Taylor Y, McLennan S. M., "The *continental crust: Its composition and evolution*", 1st ed. Oxford, UK: Blackwell (1985).

[15] Kadir S., Akbulut A., "*Mineralogy, geochemistry and genesis of the Taşoluk kaolinite deposits in pre-Early Cambrian metamorphites and Neogene volcanites of Afyonkarahisar, Turkey*", Clay Minerals 44 (2011) 89-112.

[16] Arslan M., Kadir S., Abdioglu E., Kolayli H., "*Origin and formation of kaolin minerals in saprolite of Tertiary alkaline volcanic rocks, Eastern Pontides, NE Turkey*", Clay Minerals 41 (2006) 597-617.

[17] Abedini A., Calagari A. A., Naseri H., "*Mineralization and REE geochemistry of hydrothermal quartz and calcite of Helmesi vein-type copper deposite, NW Iran*", Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie -Abhandlungen 281 (2016) 123-134.

[18] Höhn S., Frimmel H. E., Pašava J., "*The rare earth element potential of kaolin deposits in the*

[22] Abedini A., Calagari A. A., "*Geochemical characteristics of the Arabshah kaolin deposit, Takab geothermal field, NW Iran*", Arabian Journal of Geosciences 9 (2016) 1-16.

[23] Kadir S., Kulah T., Eran M., Önagil N., Gurel A., "*Minerlogical and geochemical characteristics and genesis of the Gözelyurt alunite-bearing kaolinite deposit within the late Miocene Gördeles ignimbrite, central Anatolia, Turkey* ", Clays and Clay Minerals 62 (2014) 477-499.

[24] Cravero F., Dominguez E., Iglesias C., "*Genesis and applications of the Cerro Rubio kaolin deposit, Patagonia (Argentina)*", Applied Clay Science 18 (2001) 157-172.

Bohemian Massif (Czech Republic, Austria)", Mineralium Deposita 49 (2014) 967-986.

[19] Abedini, A., Rezaei Azizi, M., Calagari, A.A., "*The lanthanide tetrad effect in argillic alteration: An example from the Jizvan district, northern Iran*", Acta Geologica Sinica-English Edition 92 (2018) 1468-1485.

[20] Fulignati P., Gioncada A., Sbrana A., "*Rare-earth element (REE) behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal system of Vulcano (Aeolian Islands, Italy)*", Journal of Volcanology and Geothermal Research 88 (1999) 325-342.

[21] Abedini A., Calagari A. A., "*Geochemical characteristics of the Abgharm kaolin deposit, NW Iran*", Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen 278 (2015) 125-139.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.2.4]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.285]